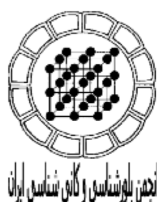
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۲۷۳ تا ۲۸۶



مقایسه تراکم عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌های افیولیت خوی: نشانه‌ای از حضور دو نوع کرومیتیت با دو خاستگاه متفاوت

فاطمه زعیم‌نیا[1]، علی کنعانیان*[1]، میرصالح میرمحمدی[2]، علی امامعلی پور[3]

۱- دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲- دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران

۳- گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ارومیه

(دریافت مقاله: ۹۶/۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۶/۶/۴)

چکیده: مجموعه افیولیتی خوی در شمال غرب ایران دارای کانسارهای متعدد کرومیتی است که از نظر بافتی، زمین‌شیمیایی و کانی‌های همراه متفاوت هستند. کرومیتیت‌های خوی بر اساس Cr# به دو گروه کلی کرومیتیت‌های غنی از Cr (Cr#>۰٫۶) و غنی از Al (Cr# < ۰٫۶) تقسیم می‌شوند. از نظر تراکم عناصر گروه پلاتین، کرومیتیت‌های غنی از Cr دارای مقادیر بیشتری از عناصر گروه پلاتین (PGE) و میانبارهای بسیار کوچکی از کانی‌های گروه پلاتین (PGM) هستند. درحالیکه، کرومیتیت‌های غنی از Al تهی شده‌تر از PGE و فاقد PGM به صورت میانبار هستند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و طیف‌سنجی رامان بر میانبارهای کانی‌های گروه پلاتین مشخص کرد که در کرومیتیت‌های غنی از Cr خوی لاوریت و به مقدار کمتر ایرارسیت وجود دارد. تراکم PGE در کرومیتیت‌های غنی از Cr و غنی از Al نشان می‌دهد که گروه نخست به احتمال زیاد در محیط قوس و گروه دوم در حوضه‌های پشت قوس تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *عناصر گروه پلاتین؛ کرومیتیت؛ طیف‌سنجی رامان؛ افیولیت خوی؛ ایران.*

مقدمه

مجموعه‌های افیولیتی از نظر عناصر Ni, Cu, Cr و در مواردی عناصر گروه پلاتین (PGE) پتانسیل اقتصادی بالایی دارند. افیولیت‌ها از سه بخش اصلی پوسته‌ای، بخش گذرا و گوشته‌ای تشکیل می‌شوند. کانی کروم‌اسپینل (کرومیت) به عنوان کانی اصلی کروم بیشتر در بخش‌های گوشته‌ای و به مقدار کمتر در فرامافیک‌های لایه‌ای مجموعه‌های افیولیتی یافت می‌شود. برخی از افیولیت‌ها دارای دو نوع کرومیتیت در بخش گوشته‌ای خود هستند: کرومیتیت‌های غنی از Cr و کرومییتیت‌های غنی از Al [برای مثال، ۱-۴]. کروم‌اسپینل‌ها می‌توانند در بردارنده کانی‌های مختلف سیلیکاتی، سولفیدی، اکسیدی و غیره به صورت میانبار باشند که بررسی شیمی کروم‌اسپینل‌ها به همراه میانبارهای درون آنها، اطلاعات ارزشمندی درباره محیط تشکیل و ماگمای مولد آنها در اختیار زمین شناسان می‌گذارد [۱، ۲، ۵]. در این میان، عناصر گروه پلاتین (PGE) جدای از دارا بودن اهمیت اقتصادی، در شناسایی فرایندهای حاکم بر گوشته و گدازه مولد مفید هستند [۱]. عناصر گروه پلاتین با تراکم حدود $۱۰^{-۶}$ تا $۱۰^{-۷}$ درصدی در پوسته زمین، جزیی از عناصر بسیار نادر محسوب می‌شوند و بر اساس ویژگی‌هایشان به دو گروه IPGE شامل Os, Ir, Ru و گروه PPGE شامل Rh, Pt, Pd تقسیم می‌شوند. این عناصر به صورت آزاد (native)، آلیاژ یا به صورت ترکیب با S, As, Te, Bi, Sb یا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۱۶۱۱۱۲۴۹۳، نمابر: ۰۲۱۶۶۴۹۱۶۲۳، پست الکترونیکی: kananian@khayam.ut.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]

O یافت می‌شوند. کانی‌های گروه پلاتین اغلب اندازه‌های بسیار کوچکی دارند به طوری که شناسایی و بررسی آنها با روش‌های معمول مانند بررسی‌های ریزپردازشی دشوار است. بنابراین، به کارگیری روش‌های جدید برای شناسایی کانی‌های گروه پلاتین (PGM) بسیار ضروری است. رامان طیف‌سنجی روشی کاربردی در شناسایی کانی‌های بسیار دانه‌ریز و میانبارهای میکرونی است که برای نخستین بار توسط مرناگ و هاتسون [۶] جهت شناسایی PGM کوچکتر از ۱۰ میکرون مورد استفاده قرار گرفت. اگرچه طیف‌های تعداد اندکی از عناصر گروه پلاتین منتشر شده است، لیکن بهره‌گیری از این روش برای شناسایی کانی‌های بسیار دانه ریز مشکوک به گروه پلاتین بسیار کاربردی است.

کرومیتیت‌های خوی از نظر مقدار #Cr (Cr/Cr+Al) و Al_2O_3 در دو گروه کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی و کرومیتیت‌های غنی از Al در بخش شرقی تقسیم می‌شوند [۷] که هر دو گروه دارای میانبارهای سیلیکاتی، سولفیدی و اکسیدی فراوان هستند [۸، ۹]. در این مقاله به بررسی حضور و تمرکز عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان آنها در افیولیت خوی پرداخته‌ایم. برای این منظور، با تکیه بر طیف‌سنجی رامان که نتایج آن برای نخستین بار در این مقاله ارائه شده است، میانبارهای پلاتین موجود در کرومیتیت‌ها به تفصیل شناسایی و معرفی شده‌اند و با استفاده از مشخصات آنها به بررسی سنگ‌زایی کرومیتیت‌ها و خاستگاه آنها پرداخته‌ایم.

زمین‌شناسی و شیمی کرومیتیت‌ها

افیولیت‌های ایران بخشی از افیولیت‌های تتیس هستند که از نظر سنی به دو گروه افیولیت‌های دیرینه زیستی و افیولیت‌های میانه زیستی تقسیم می‌شوند. افیولیت خوی از بزرگترین همبافت‌های افیولیتی ایران است که در مرز جغرافیایی ایران و ترکیه قرار دارد و به عنوان بخشی از سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس معرفی شده است [۱۰]. افیولیت خوی جزء افیولیت‌های میانه زیستی بوده و به عنوان بخشی از افیولیت‌های اطراف ریزقاره ایران مرکزی درنظر گرفته می‌شود [۱۱]. بر اساس بررسی‌های پیشین [۱۲] افیولیت خوی از دو مجموعه افیولیتی متفاوت یکی دگرگون شده در بخش شرقی و دیگری نادگرگونه در بخش غربی تشکیل شده است. در مجموع ۱۲ رخنمون کرومیتیتی (شکل ۱) به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ در این دو بخش برونزد دارند.

کرومیتیت‌های موجود در بخش غربی توسط هارزبورژیت و دونیت‌هایی که به طور بخشی یا کامل به سرپانتین دگرسان شده‌اند، احاطه می‌شوند (شکل ۲ الف). در این بخش کرومیتیت‌ها بافت‌های توده‌ای، گرهکی، نواری و افشان نشان می‌دهند دانه‌های کروم‌اسپینل در کرومیتیت‌های بخش غربی به صورت خودشکل تا بی‌شکل هستند و فضای بین آنها را سرپانتین، الیوین (شکل ۲ ب) و در مواردی کلینوپیروکسن اشغال کرده است. بلورهای کروم‌اسپینل اغلب سالم و غیر دگرسان بوده و دارای میانبارهایی از کانی‌های سیلیکاتی، سولفیدی و به مقدار کمتر کانی‌های عناصر گروه پلاتین هستند.

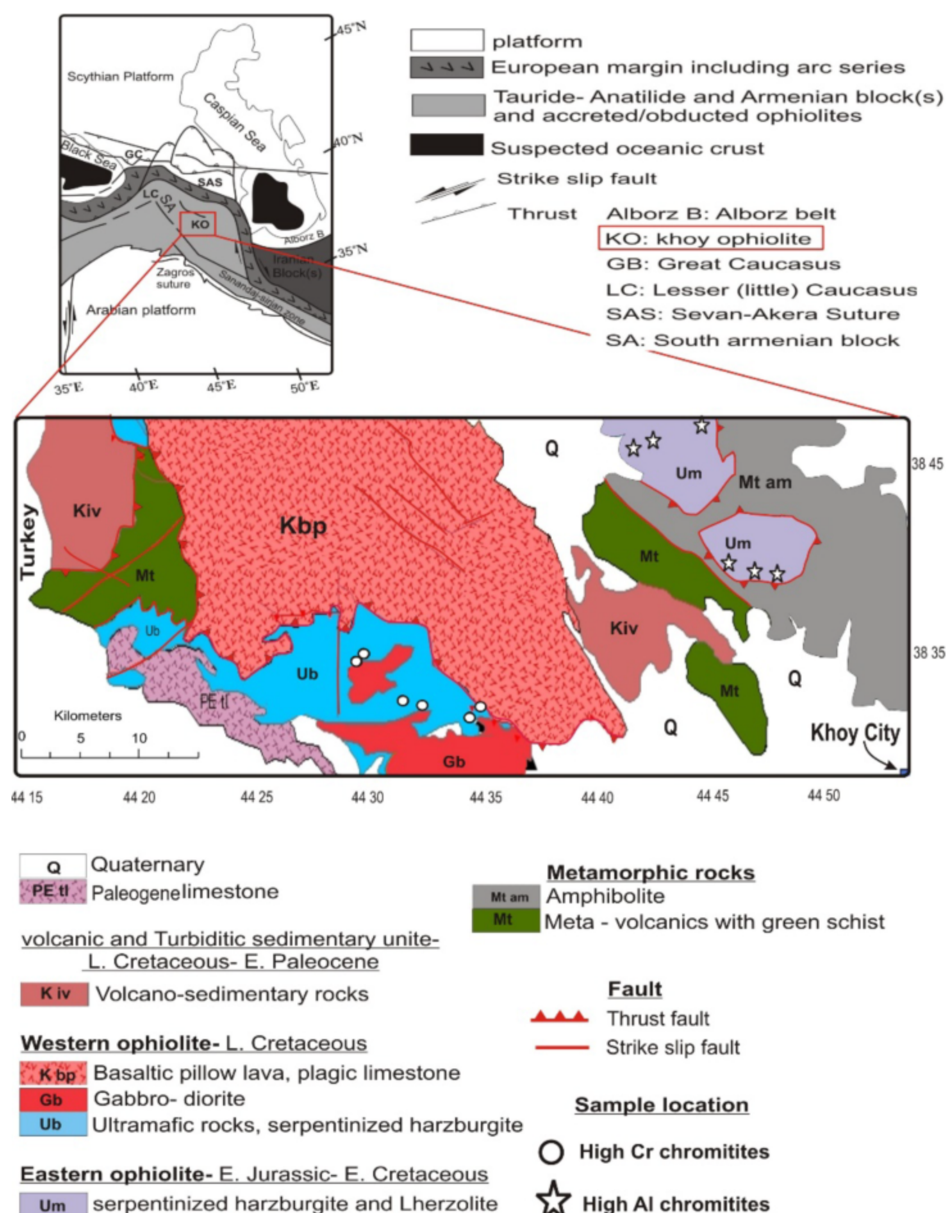
کرومیتیت‌های بخش شرقی در پریدوتیت‌های به شدت سرپانتینی شده قرار دارند. آنها تنوع بافتی کمتری نشان می‌دهند و تنها بافت‌های پراکنده و در مواردی توده‌ای در آنها دیده می‌شود. دانه‌های کروم‌اسپینل در کرومیتیت‌های بخش شرقی در تیغه‌های نازک در نور عبوری PPL رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز دارند (شکل ۲ پ). بیشتر دانه‌های کروم‌اسپینل در کناره به فروکرومیت تبدیل شده‌اند که این بخش در تیغه‌های نازک نسبت به مرکز بلور تیره‌تر و سیاه رنگ هستند (شکل ۲ پ). بیشتر کناره‌های موجود در این کروم‌اسپینل‌ها با کانی‌های ثانویه چون سرپانتین و کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۲ ت).

روش‌های بررسی

در این پژوهش، به منظور بررسی میکروسکوپی و شناسایی کانی‌های گروه پلاتین از کرومیتیت‌ها و سنگ‌های میزبان بیش از ۲۰۰ مقطع نازک-صیقلی و صیقلی با کیفیت بالا در دانشکده فنی دانشگاه تهران تهیه شد و بررسی‌های اولیه میکروسکوپی (بافت، مجموعه کانی‌شناسی و ویژگی‌های میکروسکوپی کروم‌اسپینل‌ها) و شناسایی میانبارهای مشکوک به کانی‌های گروه پلاتین توسط میکروسکوپ بازتابی با بزرگنمایی ۲۰۰ برابر انجام شد. پس از شناسایی کانی‌های احتمالی گروه پلاتین، تعداد ۱۱ مقطع نازک صیقلی از کرومیتیت‌های Cr بالا جهت انجام طیف‌سنجی رامان و تجزیه ریزپردازش بر روی این کانی‌ها انتخاب و در دانشگاه کانازاوای، ژاپن، بررسی شدند. تجزیه ریزپردازش نمونه‌ها توسط دستگاه JEOL Superprob

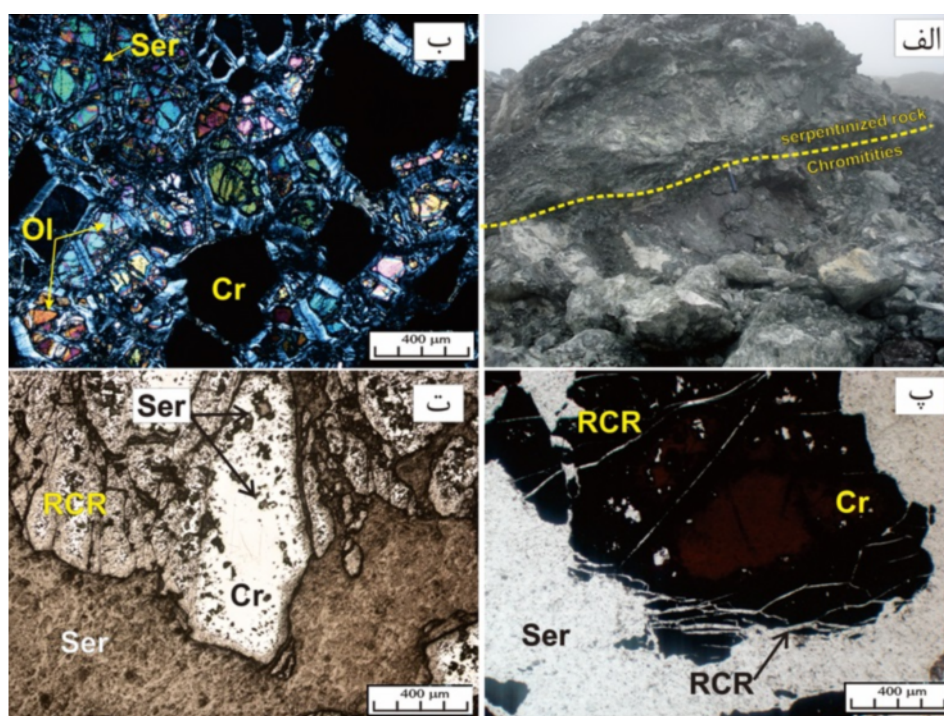
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]

JXA-8800 و با ولتاژ شتابدهنده ۲۵kV، جریان باریکه ۲۰ nA و قطر لیزر برابر با ۳ میکرومتر انجام شد. واسنجی دستگاه با نمونه‌های طبیعی انجام شد. به دلیل اندازه‌های بسیار کوچک کانی‌های گروه پلاتین (PGM) در کرومیتیت‌ها (کمتر از ۱۰ میکرومتر)، تنها نتایج به دست آمده از ریزپردازش دو نمونه مورد تایید نهایی قرار گرفت. به این منظور همه نمونه‌ها دوباره توسط طیف‌سنجی رامان بررسی شدند. در این بررسی جهت شناسایی میانبارهای موجود در کروم‌اسپینل از دستگاه میکرو-رامان (HORIBA Jobin Yvon, LabRAM HR800) با بهره‌گیری از لیزر Ar ۵۱۴٫۵ nm (MELLES GRIOT, 43 SERIES ION LASER, 543-G2-A02) و میکروسکوپ قطبشی (Olympus, BX41) استفاده شد. قطر باریکه لیزر ۱ میکرومتر و توان ارتعاشی آن ۰٫۹۲ mW بود. علاوه بر این ۵ نمونه از کرومیتیت‌های Cr بالا و ۳ نمونه از کرومیتیت‌های Al بالا به روش عیارسنجی گرمایی مجموعه سولفید نیکل برای شناسایی مقادیر PGE و Au در سنگ کل کرومیتیت‌ها و میزبان آنها، در آزمایشگاه SGS کانادا تجزیه شدند.



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی به همراه محل تقریبی نمونه‌برداری کرومیتیت‌ها در بخش غربی افیولیت و بخش شرقی افیولیت خوی به همراه نقشه زمین‌ساختی خاورمیانه- قفقاز برگرفته از مرجع [۱۳].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]



شکل ۲ الف) تصویر صحرایی کرومیتیت‌های Cr بالا احاطه شده توسط پریدوتیت سرپانتینی شده در بخش غربی افیولیت خوی، ب) الیوین (Ol) و سرپانتین (Ser) در فضای بین دانه‌های کروم اسپینل (Cr)، پ) کروم‌اسپینل (Cr) به رنگ قهوه‌ای روشن در نور طبیعی عبوری (PPL) و کناره تیره (RCR) به دلیل حضور فروکرومیت از کرومیتیت‌های Al بالا در بخش شرقی افیولیت خوی ، و ت) میانبارهای پر شده با سرپانتین (Ser) در کروم اسپینل.

نتایج

شیمی کروم اسپینل

بر اساس عدد کروم (#Cr=Cr/Cr+Al) کروم اسپینل در کرومیتیت‌های موجود در بخش غربی افیولیت خوی از نوع کرومیتیت‌های غنی از Cr با ۰٫۷۲-۰٫۶۱=#Cr و Al_2O_3 < wt ۲۳% هستند (جدول ۱). کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های میزبان کرومیتیت‌های غربی خوی نیز دارای #Cr بیش از ۰٫۵ و #Mg بین ۰٫۴۶ تا ۰٫۶۴ هستند (شکل ۳). بر اساس عدد کروم و میزان آلومینیوم، کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های بخش شرقی افیولیت خوی از نوع کرومیتیت‌های غنی از Al هستند و با ۰٫۴۵-۰٫۴۱=#Cr و Al_2O_3 بین wt% ۳۲ تا ۳۴ مشخص می‌شوند (جدول ۱).

کروم اسپینل‌های افیولیت شرقی دارای مقادیر کمتری از #Cr ولی مقادیر بیشتری از #Mg (۰٫۷۶-۰٫۶۴) نسبت به کروم اسپینل‌های موجود در افیولیت غربی هستند (شکل ۳). مقدار TiO_2 در کروم اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌های بخش شرقی افیولیت خوی کمتر از کروم اسپینل‌های کرومیتیت‌های بخش غربی افیولیت است (جدول ۱).

سنگ‌نگاری میانبارهای کانی‌های گروه پلاتین

بررسی‌های اولیه در شناسایی کانی‌های گروه پلاتین در کروم اسپینل‌های خوی توسط میکروسکوپ بازتابی در مقاطع صیقلی و نازک صیقلی انجام شد و مشخص گردید که کانی‌های گروه پلاتین از مهمترین میانبارهای شناسایی شده در کروم‌اسپینل‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی هستند، درحالیکه در گروه کرومیتیت‌های غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی، با این روش هیچ کانی گروه پلاتین دیده نشد. شناسایی اولیه کانی‌های گروه پلاتین توسط میکروسکوپ نور بازتابی در مقاطع صیقلی و نازک صیقلی انجام گرفت که در این روش کانی‌های گروه پلاتین با توجه به ریختار، رنگ و قدرت بازتابندگی شناسایی شدند و بر این اساس تعداد ۱۰۵ ذره شناسایی و تفکیک گردید. کانی‌های گروه پلاتین در گروه کرومیتیت‌های غنی از Cr بخش غربی افیولیت در انواع با بافت توده‌ای و گرهکی بیش از سایر بافت‌ها یافت می‌شوند. میانبارهای شناسایی شده در کروم اسپینل‌ها، منفرد و بیشتر شکل‌دار، با رنگ سفید براق و بازتابندگی نوری بالا (شکل ۴ الف) هستند. میانبارهایی که در نزدیکی شکستگی‌ها دیده

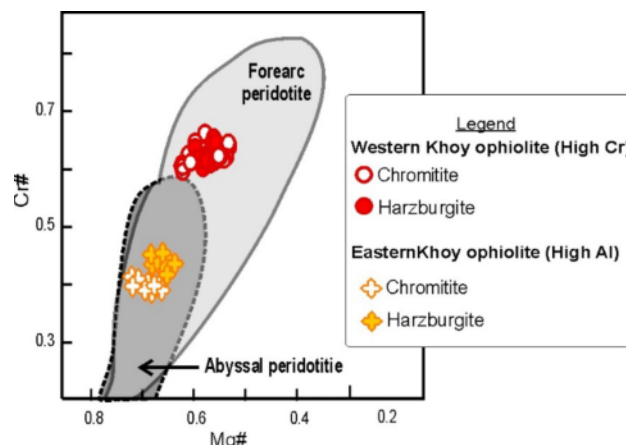
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]

شده‌اند نیز، با توجه به مشخصه‌های میکروسکوپی، مشکوک به کانی‌های گروه پلاتین هستند، زیرا اگرچه از نظر درخشش و رنگ مشابه با انواع میانبارهای درون کروم اسپینل‌ها هستند، ولی از نظر اندازه و شکل شباهت کمتری با میانبارها دارند (برای مثال، شکل ۴ ب). از این رو، جهت تایید ماهیت آنها از طیف سنجی رامان استفاده شد.

جدول ۱ گزیده ای از نتایج تجزیه ریزپردازش کروم اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان در افیولیت خوی.

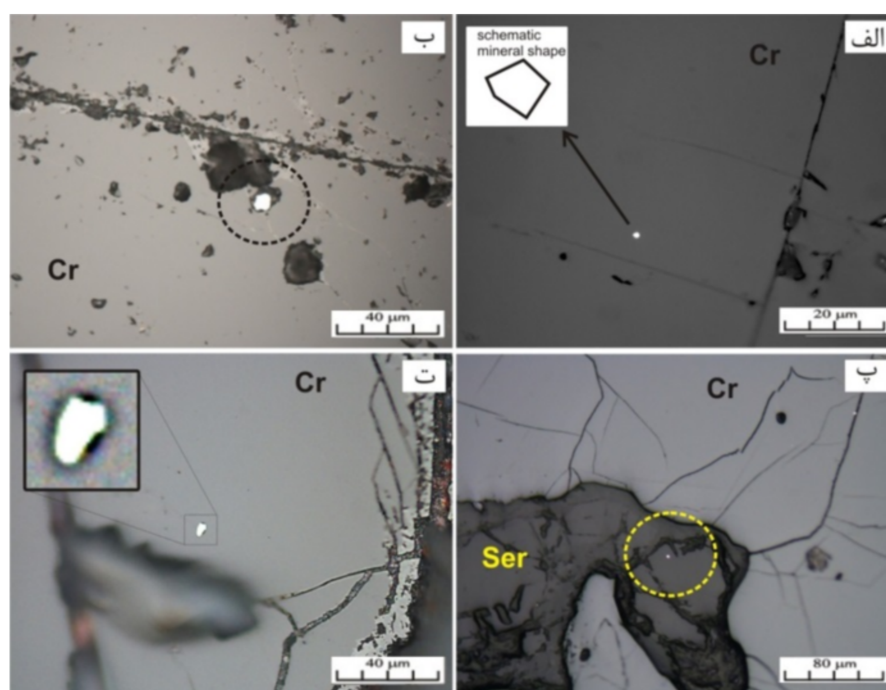
	افیولیت غربی							افیولیت شرقی				
نوع سنگ	پریدوتیت میزبان			کرومیتیت				پریدوتیت میزبان		کرومیتیت		
نمونه	H11	H41	H33	16-11	1-32	3-41	1-c3	Ch13	Kh1-2	KC1	G3U-11	G3U-32
SiO2	bdl	۰٫۰۲	۰٫۰۲	bdl	۱٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	bdl	۰٫۰۲	۰٫۰۲	bdl	bdl
TiO2	۰٫۰۳	۰٫۵۴	۰٫۳۹	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۰٫۷۱	۰٫۷۰	۰٫۱۴	۰٫۲۸	۰٫۲۳	۰٫۱۹	۰٫۱۷
Al2O3	۱۸٫۲۷	۱۹٫۹۰	۲۳٫۳۳	۱۸٫۳۵	۱۸٫۳۲	۱۸٫۳۸	۱۸٫۱۳	۳۴٫۲۲	۳۱٫۹۲	۳۲٫۹۰	۳۱٫۸۱	۳۱٫۹۲
Cr2O3	۵۱٫۴۵	۴۳٫۸۱	۴۳٫۵۹	۴۴٫۱۶	۴۴٫۶۱	۴۴٫۳۰	۴۴٫۵۸	۳۴٫۷۶	۳۷٫۴۵	۳۶٫۸۱	۳۷٫۸۳	۳۷٫۸۶
FeO*	۱۹٫۰۲	۲۲٫۶۲	۲۲٫۸۷	۲۴٫۷۴	۲۴٫۵۱	۲۴٫۲۴	۲۳٫۸۴	۱۵٫۸۹	۱۶٫۵۰	۱۲٫۸۶	۱۵٫۸۷	۱۵٫۵۶
MnO	۰٫۲۸	۰٫۱۸	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۸
MgO	۱۱٫۷۸	۱۲٫۰۴	۱۰٫۱۴	۱۲٫۶۳	۱۲٫۴۷	۱۲٫۵۸	۱۲٫۷۵	۱۶٫۱۸	۱۵٫۶۳	۱۷٫۸۶	۱۴٫۲۹	۱۴٫۹۳
CaO	bdl	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	bdl	۰٫۰۱	bdl	bdl	۰٫۰۲
Na2O	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	bdl	bdl	bdl	bdl	۰٫۰۱	bdl	bdl	bdl
K2O	bdl	bdl	۰٫۰۱	bdl	bdl	bdl	۰٫۰۱	bdl	bdl	bdl	bdl	۰٫۰۲
NiO	۰٫۰۵	۰٫۲۱	۰٫۱۰	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۳
Total	۱۰۰٫۹۲	۹۹٫۳۳	۱۰۰٫۷۹	۱۰۱٫۰۴	۱۰۱٫۱۱	۱۰۰٫۴۷	۱۰۰٫۴۴	۱۰۱٫۵۸	۱۰۲٫۱۸	۱۰۱٫۰۸	۱۰۰٫۳۵	۱۰۰٫۸۹
۴O=												
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Al	۰٫۶۷۷	۰٫۷۴۸	۰٫۵۸۵	۰٫۶۸۸	۰٫۶۸۶	۰٫۶۹۱	۰٫۶۸۲	۱٫۱۵۵	۱٫۰۸۵	۱٫۱۰۹	۱٫۱۰۱	۱٫۰۹۷
Cr	۱٫۲۸۰	۱٫۱۱۴	۱٫۰۷۵	۱٫۱۱۱	۱٫۱۲۱	۱٫۱۱۸	۱٫۱۲۵	۰٫۷۸۷	۰٫۸۵۴	۰٫۸۳۲	۰٫۸۷۸	۰٫۸۷۳
Fe	۰٫۵۰۰	۰٫۵۸۸	۰٫۵۹۷	۰٫۶۵۸	۰٫۶۵۱	۰٫۶۴۱	۰٫۶۳۷	۰٫۳۸۱	۰٫۳۹۸	۰٫۳۰۷	۰٫۳۹۰	۰٫۳۷۹
Mg	۰٫۵۵۳	۰٫۵۸۱	۰٫۴۷۲	۰٫۵۹۹	۰٫۵۹۱	۰٫۵۹۸	۰٫۶۰۷	۰٫۶۹۱	۰٫۶۷۲	۰٫۷۶۱	۰٫۶۲۶	۰٫۶۴۹
Mg#	۰٫۵۵۳	۰٫۵۶۲	۰٫۴۶۹	۰٫۵۸۴	۰٫۵۷۷	۰٫۵۸۴	۰٫۵۹۲	۰٫۶۸۷	۰٫۶۶۸	۰٫۵۷۵	۰٫۶۲۵	۰٫۶۴۸
Cr#	۰٫۶۵۴	۰٫۵۹۸	۰٫۵۵۶	۰٫۶۱۸	۰٫۶۲۰	۰٫۶۱۸	۰٫۶۲۳	۰٫۴۰۵	۰٫۴۴۰	۰٫۴۲۹	۰٫۴۴۴	۰٫۴۴۳
Fe#	۰٫۴۴۷	٫۴۳۰	۰٫۴۱۹	۰٫۴۱۶	۰٫۴۲۳	۰٫۴۱۶	۰٫۴۰۸	۰٫۳۱۳	۰٫۳۳۲	۰٫۲۴۳	۰٫۳۷۵	۰٫۳۵۲

زیر حد شناسایی = Bdl



شکل ۳ رده‌بندی شیمیایی کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان آنها در بخش شرقی افیولیت (Al بالا) و بخش غربی افیولیت (Cr بالا) خوی. گستره مربوط به محیط قوس برگرفته از مرجع [۱۴، ۱۵] و محیط آبیسال برگرفته از مرجع [۱۵-۱۷] است.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی کانی‌های احتمالی گروه پلاتین که در بررسی‌های سنگ‌نگاری مشخص شده‌اند: الف) کانی شکل‌دار احتمالی گروه پلاتین در کروم‌اسپینل (Cr) با طرح‌واره‌ای از شکل آن، ب) نمونه شناسایی شده در محل شکستگی کانی کروم اسپینل، پ) کانی به دام افتاده در زمینه سیلیکاتی-سرپانتینی (Ser)، و ت) نمونه احتمالی از گروه پلاتین به همراه دو فاز سیلیکاتی (تیره رنگ در تصویر پیوست).

کانی‌های گروه پلاتین موجود در کرومیتیت‌های غنی از Cr افیولیت خوی به صورت ذرات بسیار دانه‌ریز (کمتر از ۱۰ میکرون) یافت می‌شوند. پژوهش گنزالز و همکاران [۱۸] نشان داد که کانی‌های گروه پلاتین موجود در بخش‌های مختلف کرومیتیت‌ها را می‌توان در سه گروه کلی زیر قرار داد: ۱) کانی‌های اولیه و خودشکل در بخش‌های غیردگرسان و در مرکز کانی کروم اسپینل، ۲) کانی‌های خودشکل تا بی‌شکل در شکستگی‌های باز در بلور کروم اسپینل یا در زمینه آن (پر شده با سرپانتین یا سیلیکات‌ها) و ۳) کانی‌هایی با شکل متغیر در بخش‌های دگرسان شده در دانه کروم‌اسپینل مانند بخش‌های فروکرومیت که ممکن است بافت حفره‌ای داشته باشند. کانی‌های گروه پلاتین شناسایی شده در گروه کرومیتیت‌های غنی از Cr افیولیت خوی، بیشتر در مرکز کانی کروم‌اسپینل و به دور از شکستگی‌ها قرار دارند (تقسیم‌بندی ۱ گنزالز و همکاران [۱۸]). در این حالت کانی‌های گروه پلاتین بیشتر خودشکل (شکل ۴ الف) یا نیمه شکل‌دار هستند (به دلیل اندازه کوچک دانه‌ها رده‌بندی کامل آنها از نظر شکلی امکان پذیر نیست). علاوه بر آن، برخی از کانی‌های مشکوک به گروه پلاتین در شکستگی‌های باز (شکل ۴ ب) و برخی در زمینه سرپانتینی کروم‌اسپینل‌ها (شکل ۴ پ) یافت شد که با گروه دوم تقسیم‌بندی گنزالز و همکاران [۱۸] همخوانی دارند. بیشتر نمونه‌های شناسایی شده تک فاز هستند و در مواردی نیز به همراه کانی‌های سیلیکاته دانه ریز دیده می‌شوند (شکل ۴ ت). در گروه کرومیتیت‌های غنی از Al موجود در افیولیت خوی، در بخش‌های غیردگرسان شده دانه‌های کروم‌اسپینل ذرات مشابه با کانی‌های گروه پلاتین یافت نشد. همچنین هیچ کانی مشکوک به کانی‌های گروه پلاتین در بخش فروکرومیتی یا زمینه دگرسان شده شناسایی نشد.

از تعداد ۱۰۵ دانه شناسایی شده و مشکوک به کانی‌های گروه پلاتین، ۱۰ نمونه با دانه‌هایی با بیشترین اندازه و شکل‌دار که در قسمت غیر دگرسان شده کانی کروم اسپینل قرار داشتند جهت انجام بررسی‌های ریزپردازشی انتخاب شد. باوجود دقت فراوان در انجام تجزیه ریزپردازش این دانه‌ها، به دلیل اندازه بسیار کوچک آنها، تنها نتایج دو نمونه از دانه‌های PGM مورد تأیید قرار گرفت (جدول ۲). نمونه‌های مورد نظر از انواع موجود در مرکز دانه کروم‌اسپینل و به دور از شکستگی‌ها و کناره کانی هستند. بر اساس نتایج، این کانی‌ها بیشتر ترکیب لاوریتی با مقدار Os بالا دارند (جدول ۲). مقدار Ru# (نسبت‌های اتمی (Ru/(Ru+Os)) در کروم‌اسپنل‌های غنی از Cr برابر با ۰/۷۰ و ۰/۷۷ است که مشابه کرومیتیت‌های غنی از Cr در افیولیت‌های ایران و جنوب شرق ترکیه (۰/۷۲-۰/۸۰) است [۵، ۱۹، ۲۰].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش میانبارهای کانی‌های گروه پلاتین در کرومیتیت‌های خوی.

	Os	Ir	Ru	Pt	Rh	Pd	Ni	Cu	S	Fe	Total
Detection limit	۴٫۹۹	۴٫۸۳	۳۱٫۴۴	۰٫۵۵	۲٫۳۳	۱٫۴۶	۰٫۱۹	۰٫۷۷	۲۶٫۲۲	۳٫۰۲	۸۴٫۰۰
BK-D1	۱۷٫۱۶	۳٫۴۸	۳۹٫۱۴	۰٫۴۸	۲٫۱۷	۲٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۳۷٫۳۶	۱٫۰۵	۱۰۳٫۳۱
CK-A3	۱۲٫۲۱	۴٫۳۱	۴۱٫۴۵	۰٫۲۰	۲٫۰۵	۱٫۷۸	۰٫۴۸	۰٫۱۶	۳۰٫۲۶	۱٫۸۶	۹۴٫۷۶

شیمی عناصر گروه پلاتین در سنگ

به دلیل محدودیت در انجام تجزیه سنگ کل در این پژوهش، پس از بررسی‌های دقیق میکروسکوپی و شناسایی نمونه‌های کرومیتیتی، تعداد ۶ نمونه از کرومیتیت‌های خوی و سنگ‌های پریدوتیتی میزبان آنها جهت تعیین فراوانی PGE و Au در نمونه سنگ انتخاب و تجزیه شدند که نتایج آنها در جدول ۳ ارائه شده است. معیار انتخاب نمونه‌ها در بخش غربی افیولیت خوی بیشترین تعداد میانبارهای کانی‌های گروه پلاتین و در بخش شرقی بافت توده‌ای بود. فراوانی PGE در همه نمونه‌ها اندک و در مورد برخی از عناصر زیر حد شناسایی است. با این حال، به طور کلی کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی دارای تمرکز بالاتری از PGE نسبت به کرومیتیت‌های غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی هستند (جدول ۳) و در هر دو گروه، غنی‌شدگی از عناصر گروه Ir یا IPGE بیشتر از گروه Pd یا PPGE است. نسبت Pd/Ir، که نشان‌دهنده میزان جدایش بالاتر است، حدود ۰٫۲۲ تا ۰٫۳۶ در کرومیتیت‌های غنی از Cr در افیولیت غربی خوی و ۰٫۴۴ و ۰٫۵۰ در کرومیتیت‌های غنی از Al در افیولیت شرقی خوی است.

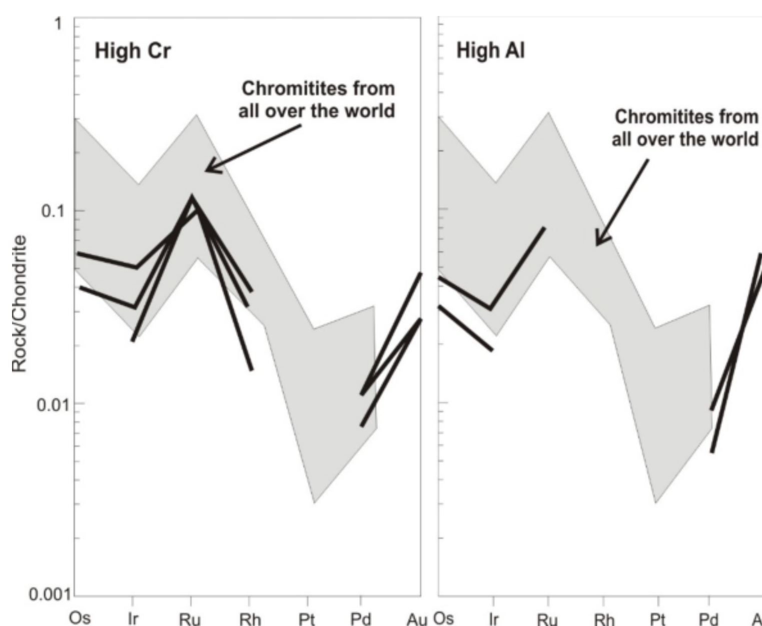
در طرح بهنجار شده عناصر گروه پلاتین و طلا نسبت به کندریت (شکل ۵)، هر دو گروه کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی و غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی روندی مشابه افیولیت‌های سایر نقاط جهان [برای مثال: ۱۹-۲۴] نشان می‌دهند. هر دو گروه کرومیتیت شیب مثبت از Os تا Ru و شیب منفی از Ru تا Pd دارند. کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی به طور واضح ناهنجاری مثبت Ru نشان می‌دهند که می‌تواند به حضور لاوریت‌های غنی از Os در کرومیتیت‌های غنی از Cr مربوط باشد. فراوانی Ru در کرومیتیت‌های غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی نیز دیده می‌شود که نسبت به کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی کمتر است. مقدار Pd در هر دو گروه نسبت به Pt افزایش می‌یابد.

جدول ۳ فراوانی عناصر گروه پلاتین در سنگ کل کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های خوی.

نوع کرومیتیت	نمونه مورد انالیز	عنصر	Au	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Pd/Ir	PGE*	IPGE*	PPGE*
		محدوده شناسایی (ppb)	۱	۱۰	۱	۵۰	۵	۱۰	۱				
کرومیتیت‌های غنی از Cr	کرومیتیت توده‌ای	B-LD-9	۴	۳۰	۲۷	۶۲	۳	b.d.l.	۶	۰٫۲۲	۱۲۸	۱۱۹	۹
		C-B-1	۷	۲۱	۱۸	۸۰	۸	b.d.l.	۶	۰٫۳۳	۱۳۳	۱۱۹	۱۴
		C-AN	۴	b.d.l.	۱۱	۷۴	۶	b.d.l.	۴	۰٫۳۶	۹۵	۸۵	۱۰
	میزبان	B-H-2	۷	b.d.l.	۴	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	۱۰	۲٫۵۰	۱۴	۴	۱۰
کرومیتیت‌های غنی از Al	کرومیتیت توده‌ای	EQ-UP	۸	۲۲	۱۶	۵۵	b.d.l.	b.d.l.	۷	۰٫۴۴	۱۰۰	۹۳	۷
		Q-A1	۷	۱۷	۱۰	.b.d.l	b.d.l.	b.d.l.	۵	۰٫۵۰	۳۲	۲۷	۵
	میزبان	Q- H2	۴	b.d.l.	۴	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	۷	۱٫۷۵	۹	۴	۷

.b.d.l= زیر حد شناسایی * = مجموع

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]



شکل ۵ طرح به هنجار شده عناصر گروه پلاتین و طلا نسبت به کندریت در کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی و غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی (خطوط ممتد) و افیولیت‌های جهان [۵، ۱۹-۲۴].

طیف‌های رامان

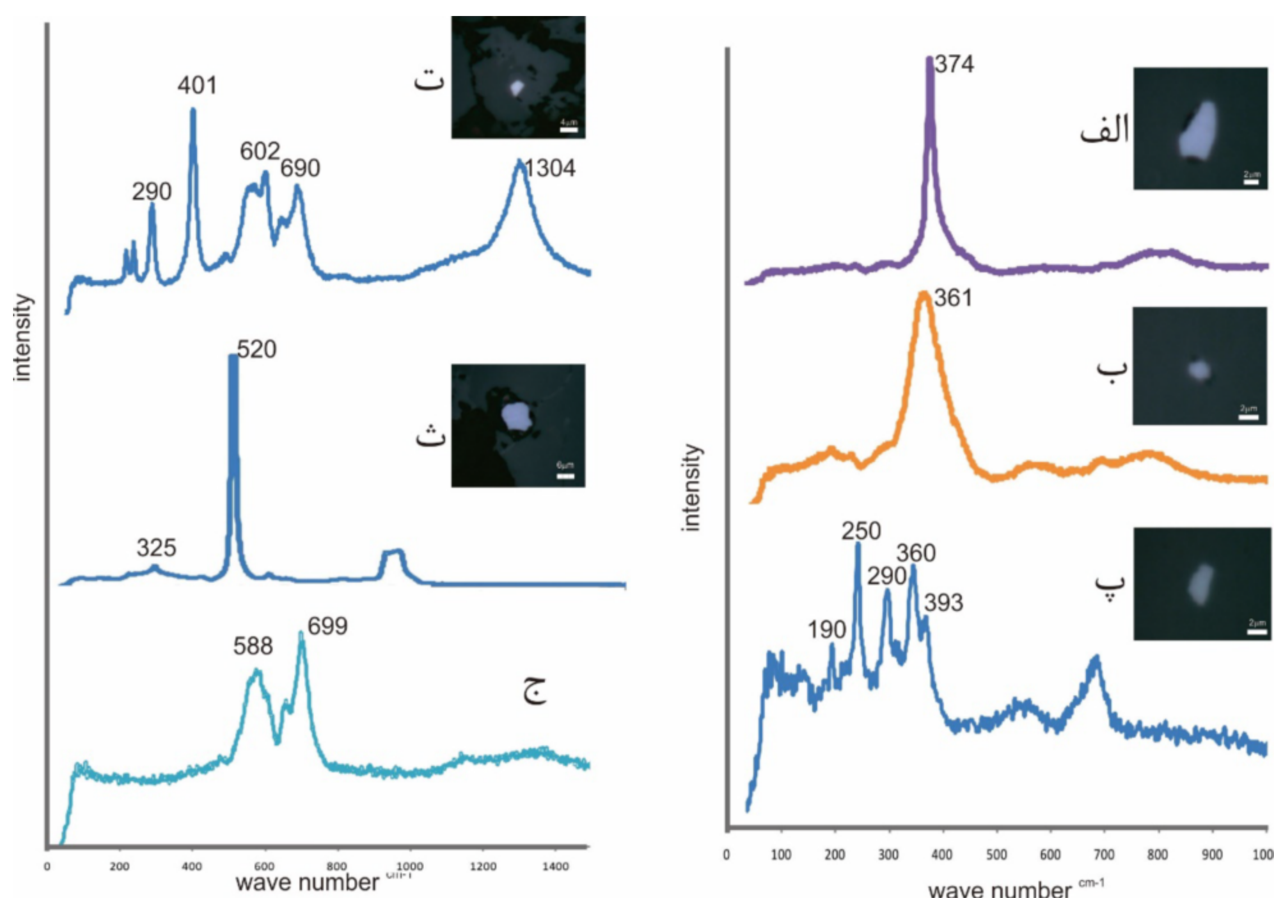
مزیت اصلی طیف‌سنجی رامان به عنوان یک ابزار غیرمخرب در شناسایی کانی‌ها، استفاده از لیزر با دقت ۱ میکرومتر است که امکان شناسایی کانی‌ها و مواد معدنی با اندازه‌های میکرومتری را که شناسایی دقیق آنها با روش‌های دیگر تجزیه از جمله ریزپردازش دشوار و با خطای فراوان همراه است، فراهم می‌آورد. علاوه بر دقت، طیف‌سنجی رامان یک روش سریع و آسان در شناسایی کانی‌هاست که به هیچ گونه آماده‌سازی خاصی احتیاج نداشته و امکان تشخیص کانی‌های در اندازه‌های میکرومتری را در مقاطع نازک-صیقلی یا صیقلی معمولی [۲۵] و حتی کانی‌های سولفیدی را در نمونه دستی [۲۶] فراهم می‌کند.

طیف‌های رامان بر اساس پیوندهای بین عناصر و حضور عناصر مختلف در یک کانی مشخص می‌شوند. بنابراین کانی‌های با ترکیبات مشابه دارای طیف‌های مشابه هستند و حضور هر پیوند (مثلا Si-O در سیلیکات‌ها و S-S در سولفیدها) با یک قله خاص نمایش داده می‌شود ولی حضور عناصر مختلف در ترکیب یک کانی مشخص سبب جابه‌جا شدن قله‌های مشخصه یک کانی در گستره مشخصی می‌شود. بررسی‌های انجام گرفته بر کانی‌ها و آلیاژهای گروه پلاتین [۶، ۲۶، ۲۷] نشان می‌دهد که بیشتر ترکیبات عناصر گروه پلاتین قله‌هایی زیر $۵۰۰Cm^{-1}$ دارند و تنها برخی از اکسیدهای Ru گاهی قله بین $۱۰۰Cm^{-1}$ تا $۸۰۰Cm^{-1}$ نشان می‌دهند [۲۸].

۱۳ نمونه از میانبارهای مشکوک به کانی‌های گروه پلاتین و ۵ ذره موجود در محل شکستگی‌ها که در سنگ‌نگاری کرومیتیت‌های غنی از Cr شناسایی شده بودند، توسط طیف‌سنج رامان بررسی شدند. در ۵ نمونه از میانبارهایی که در بخش‌های غیردگرسان در کانی کروم‌اسپینل و به دور از شکستگی‌ها قرار داشتند، قله‌های $۳۷۴Cm^{-1}$ و $۳۶۱Cm^{-1}$ (شکل ۶ الف و ب) دیده شدند. با توجه به اینکه ترکیب یکی از نمونه‌ها (Bk-D1) توسط ریزپردازشگر نیز تعیین شده بود (جدول ۱)، این طیف‌ها نشان دهنده لاوریت‌ها با نسبت‌های بالاتر Ru به Os هستند. این طیف‌ها در هر دو نوع کانی‌های گروه پلاتین تک‌کانی و چندکانی دیده شد. دو نمونه از میانبارهای درون کروم‌اسپینل طیف گسترده‌تری از قله‌ها بین $۱۹۰Cm^{-1}$ تا $۳۹۳Cm^{-1}$ را نشان می‌دهند که مشابه با ایرارسیت‌های (IrAsS) گزارش شده توسط زاکارینی و همکاران [۲۷] است (شکل ۶ پ). علاوه بر این، طیف‌های مربوط به کانی هماتیت نیز (شکل ۶ ت) در ۳ میانبار مشاهده شد.

کانی‌های موجود در شکستگی‌ها و زمینه سیلیکاته یا سرپانتینی از نوع پنتلاندیت هستند و تنها یک نمونه با قله شاخص $۵۲۰Cm^{-1}$ مشاهده شد که به احتمال زیاد از نوع آهن خالص است (شکل ۶ ث). برخی از نمونه‌ها با اندازه‌های بسیار کوچک (کمتر از ۲ میکرومتر) طیف کروم‌اسپینل میزبان را نشان می‌دهند (شکل ۶ ج).

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]



شکل ۶ الف و ب) طیف‌های رامان برای لاوریت با Ru>Os و پ) ایرارسیت غنی از Rh که به صورت میانبار در کروم اسپینل‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی قرار دارند، ت) طیف رامان مربوط به هماتیت و ث) آهن خالص (؟) در محل شکستگی‌های کروم اسپینل، ج) طیف رامان مربوط به کروم‌اسپینل میزبان، به همراه تصویر میکروسکوپی تهیه شده توسط طیف سنج رامان.

تمرکز عناصر گروه پلاتین

در تمرکز عناصر گروه پلاتین در سنگ‌های آذرین فرایندهای اصلی ذوب‌بخشی گوشته بالایی، جدایش ماگمایی و دگرسانی گرمابی موثر هستند [۵، ۲۹، ۳۰]. کانی‌های گروه پلاتین در کرومیتیت‌های بخش غربی افیولیت خوی خودشکل هستند و در بخش‌های سالم کروم‌اسپینل و به دور از شکستگی‌ها قرار دارند و همچنین هیچ یک از این کانی‌ها در بخش‌های سرپانتینی مشاهده نشدند که این شواهد نشان دهنده ماهیت اولیه آنها و عدم حضور PGM ثانویه است. بنابراین فرایندهای ثانویه دگرسانی در تمرکز عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌های خوی تاثیر نداشته‌اند. فراوانی PGE با افزایش Cr# افزایش می‌یابد به طوری که کرومیتیت‌های غنی از Cr دارای تمرکز بالاتری از PGE نسبت به کرومیتیت‌های غنی از Al هستند (جدول ۳). علاوه بر این، هر دو گروه کرومیتیت‌های خوی از IPGE نسبت به PPGE غنی‌تر هستند (جدول ۳) که این ویژگی وجه مشخصه کرومیتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌ها محسوب می‌شود [۵]. به طور کلی، IPGE رفتار سازگار داشته و در فازهای اولیه بلورین مانند الیوین و کروم‌اسپینل انباشته می‌شود درحالی‌که PPGE عناصری با رفتار ناسازگار هستند و طی جدایش بلورین در گدازه باقی می‌مانند [۳۱]، بنابراین نسبت Pd/Ir شاخصی برای شناسایی فرایند جدایش در نظر گرفته می‌شود [۲]. مقادیر متغیر و بالای نسبت Pd/Ir (۰٫۲۲ – ۲٫۵) در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های میزبان (جدول ۲) نشان‌دهنده نقش برجسته فرایند ذوب بخشی نسبت به جدایش ماگمایی در تمرکز PGE است [۳۱].

پدیده ذوب‌بخشی فرایندی پذیرفته‌شده در تمرکز عناصر گروه پلاتین در کرومیتیت‌هاست [۵، ۳۱، ۳۲] و در اصل ترکیبی از فرایندهای ذوب بخشی و واکنش گدازه/سنگ را می‌توان به عنوان عامل اصلی تشکیل PGE و Cr در سنگ‌های گوشته‌ای در نظر گرفت [۲۴]. در سیستم‌های افیولیتی، گدازه‌های وابسته به قوس که در بالای پهنه فرورانش قرار دارند، در اثر سیالات برآمده از تخته فرورانده شده، در درجات ذوب بخشی متوسط تا بالا (بیش از ۲۰٪) تولید می‌شوند و گدازه‌های غنی از PGE را ایجاد می‌کنند [۵]. بنابراین کرومیتیت‌های برآمده از آنها نیز غنی از PGE هستند [۱، ۲]، اما گدازه‌های ایجاد شده در مراکز بازشدگی (مانند MORB = پشته میان اقیانوسی یا BAB = حوضه‌های پشت قوس) که در درجات کمتر ذوب بخشی (کمتر از ۲۰٪) ایجاد می‌شوند تمرکز کمتری از PGE دارند و کرومیتیت‌های تهی از PGE را ایجاد می‌کنند [۱، ۳].

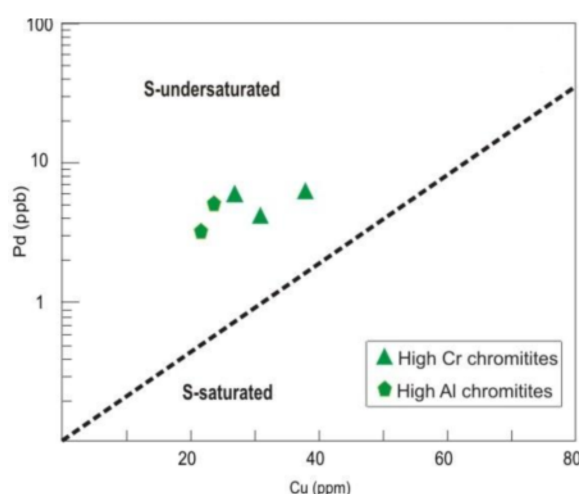
کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی مقادیر بالاتری از PGE (ppb ۱۳۳-۹۵) نسبت به انواع غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی دارند و به طور کلی از IPGE نسبت به PPGE غنی شده‌تر هستند و در طرح بهنجار شده با کندریت شیب منفی نشان می‌دهند (شکل ۵) که هر دوی این شواهد از مشخصه‌های ویژه کرومیتیت‌های افیولیتی در مناطق فرورانشی هستند [۳۲]. Cr نیز مانند IPGE در گوشته بالایی رفتار سازگار دارد و غنی شدگی از Cr به همراه افزایش PGE (به ویژه IPGE) نشانه‌ای از درجات ذوب‌بخشی بالاتر است [۲۲]. کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی دارای مقادیر بالای #Cr (۰٫۷۲-۰٫۶۱) هستند (شکل ۳) که درجات بالاتر ذوب‌بخشی را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد. بیشتر کرومیتیت‌های غنی از Cr در اثر درجات بالای ذوب‌بخشی در محیط قوس و از ماگماهایی با ماهیت بونینیتی ایجاد می‌شوند [۱، ۲۸، ۲۹، ۳۱] که کرومیتیت‌های غنی از Cr در افیولیت غربی خوی نیز در شکل ۳ با توجه به مقدار #Cr و #Mg در گستره محیط قوس قرار می‌گیرند.

با توجه به تمرکز پایین PGE در کرومیتیت‌های غنی از Al در افیولیت شرقی خوی و عدم مشاهده کانی‌های گروه پلاتین در آنها، می‌توان نتیجه گرفت که این گروه از کرومیتیت‌ها به احتمال زیاد از یک خاستگاه با درجات پایین‌تر ذوب‌بخشی مانند محیط مشابه پشته میان اقیانوسی یا محیط پشت قوس ایجاد شده‌اند. کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها و پریدوتیت‌های افیولیت شرقی خوی نیز ترکیب مشابه با پریدوتیت‌های تشکیل شده در محیط آبیسال (شکل ۳) را نشان می‌دهد.

گریزندگی گوگرد

ذوب‌بخشی گوشته اولیه می‌تواند منجر به تشکیل گدازه‌های اشباع یا زیر اشباع از گوگرد گردد [۳۱]. در شرایط اشباع از گوگرد، با کاهش دما و فشار مایع سولفیدی امتزاج‌ناپذیر از گدازه اولیه جدا شده و در گوشته باقی می‌ماند. به دلیل خاصیت گوگرددوستی (سیدروفیل) عناصر گروه پلاتین، این عناصر در بخش سولفیدی متراکم شده و گدازه سیلیکاته از PGE تهی می‌شود. گدازه‌های زیر-اشباع از گوگرد در درجات بالاتر ذوب‌بخشی ایجاد می‌شوند در این شرایط در سیستم‌های غنی از کروم‌اسپینل (مانند گدازه مولد کرومیتیت‌های افیولیتی)، تبلور کروم‌اسپینل می‌تواند بر جدایش PGE از ماگما تأثیر گذاشته و آن را کنترل کند [۲۸]. در این حالت حضور کروم‌اسپینل شرایط مناسب برای هسته بندی PGM را فراهم می‌کند. Cu و S طی فرایندهای ماگمایی رفتار مشابهی نشان می‌دهند بنابراین تغییرات Cu نسبت به Pd نشانگر درجات اشباع‌شدگی از گوگرد است [۳۱]. باتوجه به نمودار Cu نسبت به Pd (شکل ۷) کرومیتیت‌های خوی در گستره زیر اشباع از گوگرد قرار می‌گیرند. مقادیر بالای # Ru در لاوریت‌های موجود در کرومیتیت‌های غنی از Cr نشان دهنده تبلور لاوریت در دماهای بالا و گریزندگی پایین گوگرد بوده [۳] و تأییدی بر تغییرات Pd نسبت به Cu است (شکل ۷). درجات کمتر ذوب‌بخشی گوشته منجر به تشکیل کرومیتیت‌های غنی از Al [۱۶] و تمرکز پایین‌تر PGE نسبت به کرومیتیت‌های غنی از Cr می‌شود [۵]. بنابراین تراکم اندک PGE در کرومیتیت‌های غنی از Al خوی و عدم مشاهده کانی‌های گروه پلاتین در آنها می‌تواند نشان دهنده درجات کمتر ذوب‌بخشی (کمتر از ۲۵٪) و حضور ماگمایی‌های تهی شده همانند ماگمای MORB باشد [۵].

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]



شکل ۷ نمودار دوتایی تغییرات Pd نسبت به Cu در کرومیتیت‌های غنی از Cr در بخش غربی افیولیت خوی و غنی از Al در بخش شرقی افیولیت خوی. گستره غنی و زیر اشباع از گوگرد برگرفته از مرجع [۳۳] است.

برداشت

مجموعه افیولیتی خوی واقع در استان آذربایجان غربی، به دو بخش غربی افیولیت در نزدیکی مرز ترکیه و بخش شرقی افیولیت در شمالی شهرستان خوی تقسیم می‌شود. بر اساس مقدار Cr#، دو نوع مختلف از کانسارهای کرومیتیت در دو بخش افیولیت غربی و شرقی شناسایی شده‌اند: کرومیتیت‌های غنی از Cr (با Cr# بیش از ۰٫۶) در افیولیت غربی و کرومیتیت‌های غنی از Al (با Cr# کمتر از ۰٫۵) در افیولیت شرقی. این دو نوع کرومیتیت علاوه بر آنکه از نظر مقدار Cr و Al متفاوت هستند، دارای تراکم متفاوتی از عناصر گروه پلاتین (PGE) نیز هستند. به طوری که، کرومیتیت‌های موجود در افیولیت غربی دارای مقادیر بیشتر PGE در سنگ‌کل کرومیتیت و سنگ‌های میزبان آنها هستند و علاوه بر آن میانبارهای PGM به صورت خودشکل و نیمه شکل‌دار در کروم‌اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها مشاهده می‌شوند. که این امر علاوه بر آنکه نشانه‌ای از اولیه بودن این PGM است، نشان می‌دهد که این کانی‌ها و ترکیبات در دمای بالا تشکیل شده‌اند. با توجه به مقدار Cr# و PGE در کرومیتیت‌های غنی از Cr در افیولیت غربی خوی، می‌توان این کرومیتیت‌ها را برآمده از واکنش گدازه/سنگ بین گدازه با درجات ذوب‌بخشی بالا (مقدار بالای Cr#) با یک هارزبورژیت گوشته‌ای تهی شده در محیط مشابه قوس دانست. در حالی که، کرومیتیت‌ها با Al بالا دارای تراکم کمتر PGE در کرومیتیتی‌ها و سنگ‌های میزبان هستند و به احتمال زیاد در محیطی تشکیل شده‌اند که در آن ماگمای کمتر شده مانند MORB در تشکیل کرومیتیت‌ها شرکت داشته است که می‌تواند محیط مشابه با حوضه‌های پشت قوس را برای تشکیل آنها پیشنهاد کرد. تغییر ماهیت افیولیت‌ها از محیط کششی مانند MORB به محیط فشارشی فرورانشی در برخی دیگر از افیولیت‌های خاورمیانه مانند افیولیت‌های جنوب غرب ترکیه [۵]، افیولیت کرمانشاه [۳۴]، نیریز [۳۵]، سبزوار [۳۶] در ایران و افیولیت عمان [۳۷] نیز گزارش شده است.

قدردانی

نگارندگان از پروفسور شوجی آرای، دانشگاه کانازاوای ژاپن، به دلیل فراهم آوردن امکانات ریزپردازشگر و طیف‌سنج رامان و بحث‌های ارزشمند در ارتقای این پژوهش صمیمانه سپاسگزاری می‌کنند.

مراجع

[1] Ahmed H.A., Arai S., "*Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]

[9] Emamalipour A., *"Mineralogy of accessory and rare minerals associated with chromite deposits in the khoy area",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16 (2009) 559-570.

[10] Hassanipak A., Ghazi M., "*Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics*" Journal of Asian Earth Sciences 18 (2000) 109–121.

[11] Shafaii Moghadam H., Stern R. J., *"Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites"* Journal of Asian Earth Sciences 100 (2015) 31–59.

[12] Khalatbari-jafari M., Juteau T., Bellon H., Emami M.H., "*Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran)*", Geodynamics, 335 (2003) 917–929.

[13] Avagyan A., Sosson M., Philip M.H., Karakhanian A., Rolland Y., Melkonyan R., Rebai S., Davtyan V., "*Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data*" Geodinamica Acta 18 (2005) 401–416.

[14] Arai S., Ishimaru S., "*Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review*" Journal of Petrology 49 (2008) 665–695.

[15] Arai S., Okamura H., Kadoshima K., Tanaka C., Suzuki K., Ishimaru S., *"Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting"* Island Arc 20 (2011) 125–137.

[16] Arai S., "*Compositional variation of olivine–chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites"* Journal of Volcanology and Geothermal Research 59 (1994) 279–293.

[17] Dick H.J.B., Bullen T., *"Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type northern Oman ophiolite and its tectonic implications*", Contribution to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 263–78.

[2] Economou-Eliopoulos M., "*Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration*" Ore Geology Reviews 11 (1996) 363 -381.

[3] Uysal I., Tarkian M., Sadiklar M.B., Zaccarini F., Meisel T., Garuti G., Heidrich S., *"Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Turkey: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry"* Contribution to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 659–674.

[4] Miura M., Arai S., Mizukami T.,*" Raman spectroscopy of hydrous inclusions in olivine and orthopyroxene in ophiolitic harzburgite: Implications for elementary processes in serpentinization."* Journal of Mineralogical and Petrological Sciences 106 (2011) 91-96.

[5] Akmaz R.M., Uysal I., Saka S., *"Compositional variations of chromite and solid inclusions in ophiolitic chromitites from the southeastern Turkey: Implications for chromitite genesis*" Ore Geology Reviews 58 (2014) 208-24.

[6] Mernagh T. P., Hoatson D. M., *"A Laser-Raman microprobe study of platinum-group minerals from the Munni Munni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia"* The Canadian Mineralogist 33 (1995) 409–417.

[7] Kananian A., Ataei M., Mirmohammadi M., Emamalipour A., *"Petrography, mineral chemistry and genesis of Aland and Gheshlagh chromite deposits, Khoy ophiolite (NW of Iran)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (2010) 369-380.

[8] Azimzadeh M., Zaccarini F., Moayyed M., Garuti G., Thalhammer O.A.R., Uysal I. Mirmohammadi M., "*Magmatic and post-magmatic significance of chromitite and associated platinum-group minerals (PGM) in the eastern Khoy ophiolitic complex (NW Iran)*" Ofioliti 36 (2011) 157-73.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]

analysis and identification of minerals in thin section" Scanning Microscopy 1 (1987) 495–501.

[26] Merrnagh T. P., Trudu A. G., *"A laser Raman microprobe study of some geologically important sulphide minerals"* Chemical geology 103 (1993) 113-127.

[27] Zaccarini F., Bakker R. J., Garuti G., Aiglsperger T., Thalhammer O. A. R., Campos L., Proenza J. A., Lewis J. F., *"Platinum group minerals in chromitite bodies of the Santa Elena Nappe, Costa Rica: mineralogical characterization by electron microprobe and Raman-spectroscopy"* Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 62 (2010) 161-171.

[28] González-Jiménez J.M., Proenza J.A., Gervilla F., Melgarejo J.C., Blanco-Moreno J.A., Ruiz- Sánchez R., Griffin W.L., "*High-Cr and high-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, Mayarí-Cristal Ophiolitic Massif (eastern Cuba): constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum group elements*." Lithos 125 (2011) 101–121.

[29] Uysal I., Sadiklar M. B., Tarkian M., Karsli O., Aydin F., "*Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Mugla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis"* Mineralogy and petrology 83 (2005) 219-242.

[30] Najafzadeh A. R., Ahmadipour H., *"Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic–ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran"* Ore Geology Reviews 60 (2014) 60–75.

[31] Chen G., Xia B., "*Platinum- group elemental geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Xigaze ophiolite, southern Tibet*" Journal of Asian Earth Sciences 32 (2008) 406-422.

[32] Zaccarini F., Bakker R.J., Garuti G., Thalhammer O.A.R., Proenza J.A., Aiglsperger T., *"Raman spectroscopy applied to rare and tiny phases: example from the study of platinum group minerals (PGM)"* Conference on Micro-Raman Spectroscopy and Luminescence Studies in the

peridotites and spatially associated lavas" Contribution to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54–76.

[18] González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., *"Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals"* Lithos 189 (2014) 127–139.

[19] Rajabzadeh M.A., Moosavinasab Z., "*Mineralogy and distribution of Platinum-Group Minerals (PGM) and other solid inclusions in the Neyriz ophiolitic chromitites, Southern Iran*" The Canadian Mineralogist 50 (2012) 643-665.

[20] Rajabzadeh M.A., Moosavinasab Z., "*Mineralogy and distribution of Platinum-Group Minerals (PGM) and other solid inclusions in the Faryab ophiolitic chromitites, Southern Iran*" Mineralogy and Petrology 107 (2013) 943-962.

[21] Ahmed A.H., *"Diversity of platinum-group minerals in podiform chromitites of the late Proterozoic ophiolite, Eastern Desert, Egypt: genetic implications"* Ore Geology Reviews 32 (2007) 1–19.

[22] Uysal I., "*Platinum-group minerals (PGM) and other solid inclusions in the Elbistan-Kahramanmaraş, mantle-hosted ophiolitic chromitites, south-eastern Turkey: their petrogenetic significance"* Turkish Journal of Earth Sciences 17 (2005) 729–740.

[23] Prichard H.M., Neary C.R., Fisher F.C., O'Hara M.J., "*PGE-rich podiform chromitites in the Al'Ays ophiolite complex, Saudi Arabia: an example of critical mantle melting to extract and concentrate PGE"* Economic Geology 103 (2008) 1507–1529.

[24] Zhou M.F., Sun M., Keays R.R., Kerrich R., *"Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites, a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts"* Geochimical et Cosmochimica Acta 62 (1998) 677–688.

[25] Mao H.K., Hemley R.J., Chao E.C.T., *"The application of micro-Raman spectroscopy to*

[36] Shafaii Moghadam H.S., Khedr M.Z., Arai S., Stern R.J., Ghorbani G., Tamura A., Ottley C.J., *"Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites"* Gondwana Research 27 (2015) 575–593.

[37] Arai S., Kadoshima K., Morishita T., *"Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels"* Journal of the Geological Society, London 163 (2006) 869–879.

Earth and Planetary Sciences (CORALS II), Madrid (Spain), May 18–20, (2011) 82.

[33] Hoatson D.M., Keays R.R., *"Formation of platiniferous sulfide horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni Munni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia"* Economic Geology 84 (1989) 1775–1804.

[34] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., *"Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran"* Ofioliti 35 (2010) 71–90.

[35] Rajabzadeh M.A., Nazari Dehkordi T., "*Investigation on mantle peridotites from Neyriz ophiolite, South of Iran: geodynamic signals*" Arabian Journal of Geosciences 6 (2013) 4445-4461.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.273]